УДК 553.411.071.242.4+550.4

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ОКОЛОРУДНОГО МЕТАСОМАТИЗМА В КИСЛЫХ ПОРОДАХ ЗОЛОТОПРОДУЦИРУЮЩИХ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

И.В. Кучеренко

Томский политехнический университет
E-mail: lev@tpu.ru

Изучены дайки кислых пород Ирокиндинского и Кедровского мезотермальных золоторудных месторождений Северного Забайкалья, обладающих обликом субвулканических образований и известных под названием «фельзит-порфиры». Приведены данные об условиях их залегания, строении, минеральном, химическом составе, петрохимических параметрах. Породы даек диагностированы как умеренно щелочные биотитовые двуполевошпатовые базокварцевые микрогранит-порфиры. Показаны порядок минеральной зональности, минералого-петрохимические черты аподайковых околожильных метасоматических ореолов, принадлежность их к березитовой метасоматической формации. Доказывается образование геохимических аномалий благородных металлов в дайках на этапе околорудного метасоматизма и рудообразования. Обсуждается участие даек в составе золотопродуцирующих флюидно-магматических комплексов позднепалеозойской эпохи.

Введение

Согласно [1], образование мезотермальных золотых месторождений обязано функционированию гранит-долеритовых флюидно-магматических комплексов, ранние производные которых предрудного этапа включают плутонические массивы гранитоидов или ультраметаморфические зрелые очагово-купольные постройки, сопровождаемые в том и другом случае дайками кислых и средних пород, а поздние рудного этапа – пред-, внутри- и позднерудные (послерудные) дайки основного состава, в том числе с повышенной щелочностью. На позднем этапе многоактное внедрение основных расплавов чередуется с поступлением металлоносных флюидов, ответственных за рудообразование.

В некоторых мезотермальных золотых месторождениях, например, в Ирокиндинском, крупные тела кислых изверженных пород близкого к рудам геологического возраста не обнаружены, но известны дайки так называемых фельзит-порфиров, в том числе сопровождаемые золото-кварцевыми жилами с промышленными параметрами. В упомянутом и в ряде других рудных полей они, в отличие от даек основных пород, насколько известно автору, не изучались. Вместе с тем, исследование их представляет интерес в нескольких аспектах, – на предмет петрологической идентификации, включая фациальные условия образования, выяснения возрастных соотношений и возможных петрохимических и геохимических связей с ними руд и околорудно измененных пород. При этом, может быть получена информация, конкретизирующая и уточняющая представления о формах участия обсуждаемых магматических пород в рудообразующих флюидно-магматических процессах, о сущности минералого-химических преобразований пород в сравнении с таковыми в ином рудовмещающем субстрате и во внутрирудных дайках-флюидопроводниках долеритов и умеренно-щелочных долеритов, о распределении благородных металлов в аподайковых околорудных метасоматических ореолах и условиях образования в них аномалий рудогенных элементов также в сравнительном аспекте с условиями накопления аномальных концентраций металлов при метасоматических изменениях других рудовмещающих пород, включая углеродистые терригенные сланцы, о донорской функции которых при рудообразовании, как известно, существуют взаимоисключающие версии [1–6 и др.]. В итоге все это призвано способствовать накоплению нового знания о процессах гидротермального рудообразования применительно к золотым рудам.

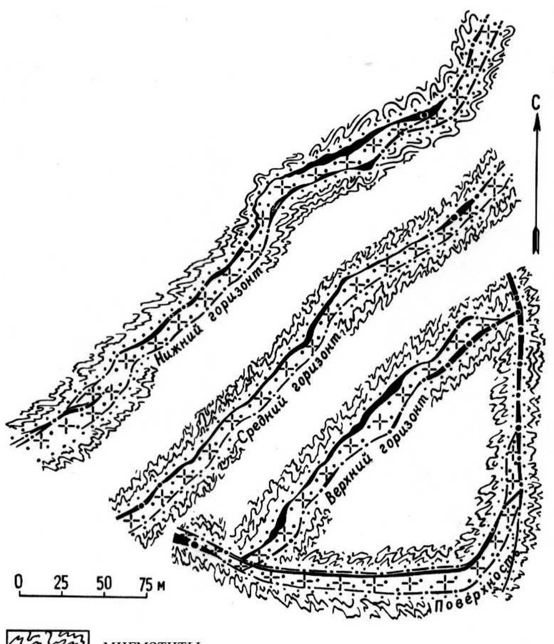
В плане реализации обозначенной установки ниже приведены и обсуждаются результаты изучения позднепалеозойских даек «фельзит-порфиров», вскрытых рельефом и горными выработками в Ирокиндинском и Кедровском месторождениях Северного Забайкалья. Эти дайки в упомянутых месторождениях, а также в Килянской и Тулдуньской зонах глубинных разломов, ограничивающих Муйский выступ архейского фундамента соответственно на западе и востоке, образуют обособленную группу пород, отличных от обычных мелкозернистых, аплитовидных гранитов и гранитных пегматитов своими субвулканическим обликом и структурными особенностями.

Полные химические силикатные анализы горных пород выполнены в Зап.-Сиб. испытательном центре (г. Новокузнецк) под руководством И.А. Дубровской. Содержания золота и серебра определялись базовым (весь массив проб) атомно-абсорбционным методом (чувствительность $1 \cdot 10^{-8}$ %) в лаборатории ядерно-физических методов анализа ОИГГиМ СО РАН (г. Новосибирск), аналитик В.Г. Цимбалист. Результаты контрольных измерений (15 % от массива проб) показали следующее [7]. По данным внутреннего контроля тем же методом средняя относительная ошибка по разностям двойных измерений содержания золота и серебра не превысила соответственно 23 и 14 %. По данным внешнего контроля определения содержания золота химико-спектральным методом (чувствительность $3 \cdot 10^{-8}$ %, ЦЛ «Читагеология») средняя относительная ошибка по разностям двойных измерений для интервалов содержаний 0,5...10,0, 10,1...100,0, более 100 мг/т не превысила соответственно 51, 61, 78 %. Средняя относительная ошибка по разностям двойных измерений содержания золота атомно-абсорбционным и контрольным нейтронно-активационным методом (чувствительность $1 \cdot 10^{-8}$ %, лаборатория ядерно-физических методов анализа при ядерном реакторе Томского политехнического университета, аналитик В.Л. Чесноков) в интервале содержаний 0,5...10,0 мг/т составила 23 %. Содержание ртути определялось атомно-абсорбционным методом (чувствительность $1 \cdot 10^{-7}$ %, ЦЛ «Березовгеология», г. Новосибирск) под руководством Н.А. Чарикова.

1. Идентификация дайковых пород

Ирокиндинское и Кедровское мезотермальные месторождения кварцево-жильного типа расположены на южных склонах Южно-Муйского хребта в бассейне реки Тулдунь – левого (западного) притока реки Витим соответственно в 50 и 20 км от его устья [8]. Геологическое положение их определяется залеганием среди ультраметаморфического позднеархейского субстрата Муйского выступа в лежачем (восточном) боку Килянской глубинной тектонической зоны (Ирокиндинское месторождение) и в мощной протерозойской складчатой толще углеродистых терригенных сланцев кедровской свиты в висячем (восточном) боку Тулдуньской зоны глубинных разломов (Кедровское месторождение) [9, 10]. В центральной части последнего сланцы замещены ультраметаморфитами и магматитами (гнейсами, мигматитами, гранитоидами) зрелой очагово-купольной постройки, вытянутой в меридиональном направлении на расстояние более 10 км при ширине до 4 км [10]. Радиологический возраст очагово-купольной постройки 335±5 млн л [11].

Геологическое строение, минеральный состав руд, физико-химические и термодинамические режимы рудообразования описаны в [9, 10, 12, 13]. Отметим, что руды обоих месторождений сложены минералами пяти минеральных комплексов и образованы в температурном режиме 500...50 °С, а золото преобладающе отложено в составе золото-галенит-сфалерит-халькопирит-блеклорудного комплекса в интервале температур 270...210 °С [13]. Радиологический возраст околорудных метасоматитов и руд Ирокиндинского месторождения составляет 277±4 млн л, Кедровского – 282±5 млн л [14].



мигматиты

дайка березитизированного биотитового микрогранит-порфира


сульфидно-кварцевые жилы (а) и рудовмещающие тектонические нарушения с сульфидно-кварцевыми линзами (б), с оторочками березитов

Рис. 1. *Локализация золото-сульфидно-кварцевых жил Юрасовской рудовмещающей структуры Ирокиндинского месторождения в контактах дайки умеренно-щелочного двуполевошпатового микрогранит-порфира. Проекция планов горизонтов штолен на горизонтальную плоскость*

Дайки интересующих нас пород обычны в обеих зонах глубинных разломов, но редки в месторождениях, представляя при этом крупные тела: мощность их достигает 7...8 м, протяженность –

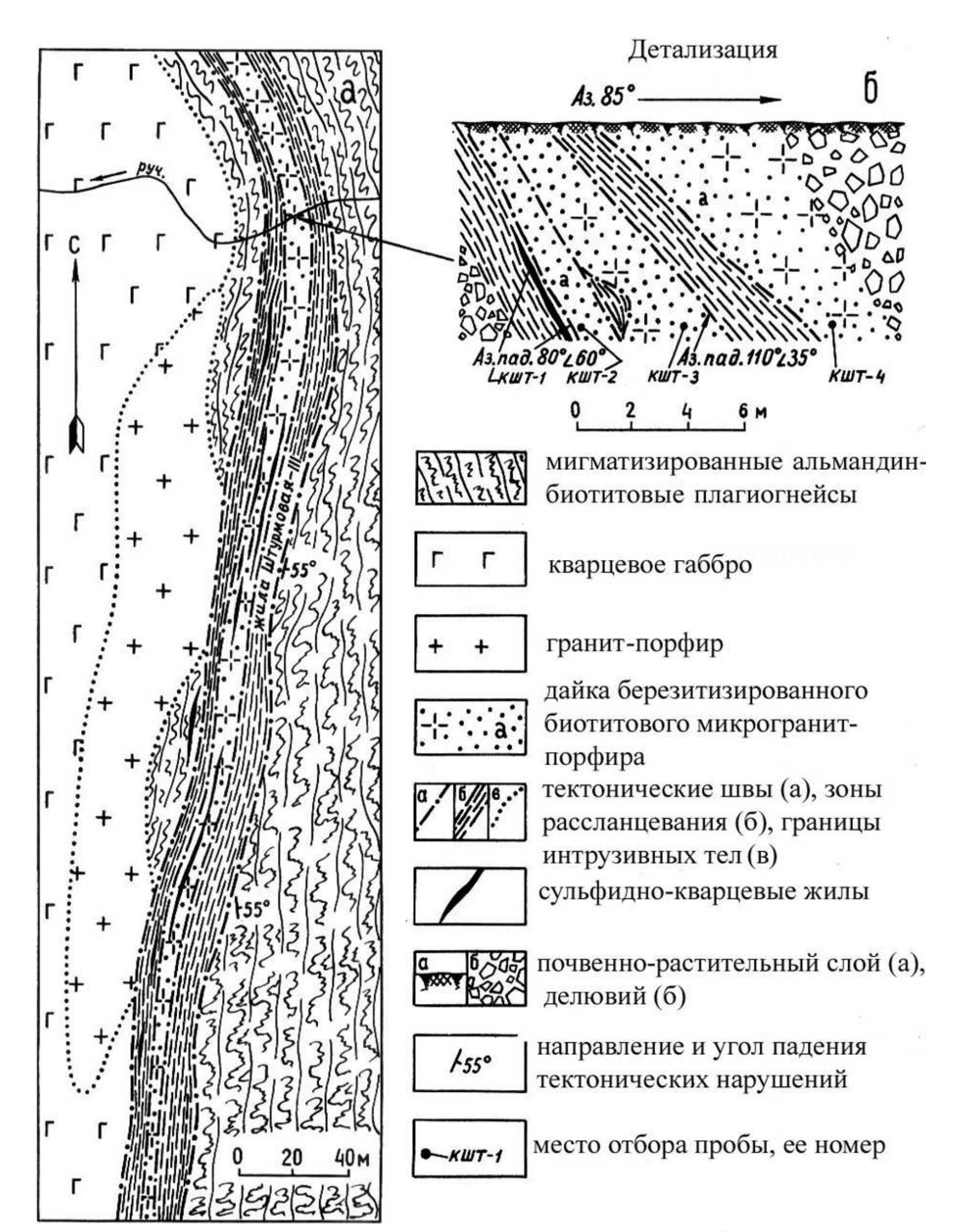


Рис. 2. *Локализация золото-сульфидно-кварцевых жил Штурмовой – III рудовмещающей структуры Кедровского месторождения в дайке умеренно щелочного двуполевошпатового микрогранит-порфира: а) план по В.А. Загоскину, 1960 г., с изменениями; б) вертикальный разрез*

многих сотен метров. В Ирокиндинском месторождении дайки выполняют трещины отрыва с характерными резкими (коленообразными) изгибами, в Кедровском одна из наиболее крупных даек залегает в зоне срыва сколового типа и согласна стратификации сланцев, унаследованной гнейсами. В тех случаях, когда дайки ориентированы согласно поверхностям максимальных скалывающих напряжений предрудного этапа тектонических деформаций, вдоль них образованы разломы сколового типа (взбросо-сдвиги) [9], на последующем этапе рудообразования выполненные минеральными комплексами руд. Вдоль контактов таких даек следуют Юрасовские – I и II золоторудные кварцевые жилы в Ирокиндинском месторождении (рис. 1) и жилы Штурмовой – III рудовмещающей структуры в Кедровском месторождении (рис. 2). В иных случаях золоторудные жилы пересекают дайки с резкими пережимами в узлах пересечений (Тулуинская, Баргузинская – I жилы).

В Ирокиндинском месторождении возраст даек послепозднеархейский дорудный, других послеархейских изверженных пород кислого состава, как отмечалось, неизвестно. В Кедровском месторож-

Таблица 1. *Химические составы дайковых умеренно щелочных биотитовых двуполевошпатовых микрогранит-порфиров Ирокиндинского и Кедровского месторождений*

Расстояние от золоторудных жил, м	Содержание, мас. %														Σ
	SiO	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	S сульфид.	CO_2	CaO	MgO	FeO	Fe_2O_3	TiO_2	MnO	P_2O_5	H_2O^+	
5,2	69,00	15,41	3,72	4,48	0,03	0,36	2,23	0,90	1,38	0,69	0,22	0,06	0,09	0,60	99,17
5,1	68,94	15,24	3,80	4,30	0,03	0,27	1,95	1,35	1,31	0,76	0,22	0,09	0,08	0,69	99,03
4,9	69,21	15,41	3,80	4,40	0,03	0,52	2,23	0,80	1,75	0,28	0,21	0,09	0,07	0,50	99,30
4,7	69,50	15,06	3,80	4,30	0,06	0,31	1,67	1,20	1,67	0,36	0,22	0,07	0,06	0,77	99,05
4,7	69,16	15,28	3,78	4,37	0,04	0,36	2,02	1,06	1,53	0,52	0,22	0,08	0,08	0,64	99,14

дении эти дайки пересекают породы ультраметаморфической очагово-купольной постройки, включая мелкие тела и дайки гранит-порфира, аплитовидного гранита и гранитного пегматита, но пересечены золоторудными кварцевыми жилами и гидротермально изменены около них.

Породы обсуждаемой совокупности отличаются стабильностью внешнего облика, строения и минералого-химического состава. Им свойственны высокая вязкость, отличающая их от других пород обоих месторождений, серый цвет умеренной густоты, массивная текстура, порфировая структура с переменным количеством фенокристов, не превышающим 30 об. %. В составе порфировых выделений размером до 3 мм участвуют короткотаблитчатые кристаллы и сростки кристаллов анортоклаза – ортоклаза и плагиоклаза состава от кислого андезина (№ 35) в центре зональных зерен до олигоклаза (№ 20) на их периферии. Первые несколько преобладают. Грани кристаллов четкие или частично слегка корродированы основной массой. Последняя сложена более или менее равномерно зернистым тонкозернистым (до 0,05...0,07 мм) агрегатом кварца, щелочного и известково-щелочного полевых шпатов того же состава при содержании кварца не менее 23...25 об. % и некотором преобладании K-Na шпата над известково-щелочным. Кварц обычно ксеноморфен и в основном заполняет промежутки между относительно идиоморфными микротабличками плагиоклаза. K-Na полевые шпаты образуют относительно идиоморфные и ксеноморфные формы. Таким образом, структура основной массы породы квалифицируется как микрогипидиоморфная. В составе породы участвует бурый биотит в количестве до 10 об. % в форме удлиненных пластинок размером, отвечающим размеру зерен основной массы и бóльшим, – до первых десятых мм. В породе также присутствуют редкие четко оформленные кристаллы сфена (до десятых мм), апатита, циркона, магнетита. Вторичные минералы (не более 3...5 об. %): серицит, хлорит, кальцит, альбит, эпидот.

Таким образом, порода по строению и минеральному составу идентифицируется как базокварцевый биотитовый двуполевошпатовый микрогранит-порфир умеренно-щелочной.

Приведенные черты минерального состава пород согласуются с химическим их составом (табл. 1) и важнейшими петрохимическими параметрами (рис. 3, 4). На TAS-диаграмме фигуратив-

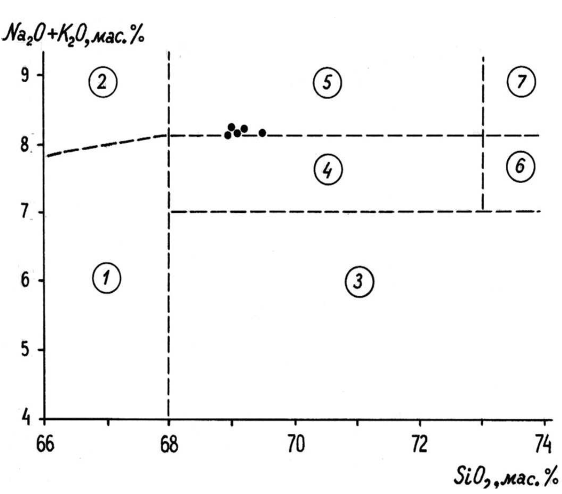


Рис. 3. *Положение кислых пород даек Ирокиндинского и Кедровского месторождений в координатах SiO_2–(Na_2O+K_2O). Семейства: 1) гранодиоритов-дацитов, 2) кварцевых сиенитов-трахидацитов, 3) низкощелочных гранитов, 4) гранитов-риодацитов, 5) умеренно щелочных гранитов-трахириодацитов, 6) лейкократовых гранитов-риолитов, 7) умеренно щелочных лейкогранитов-трахириолитов. Границы полей семейств заимствованы из [15]*

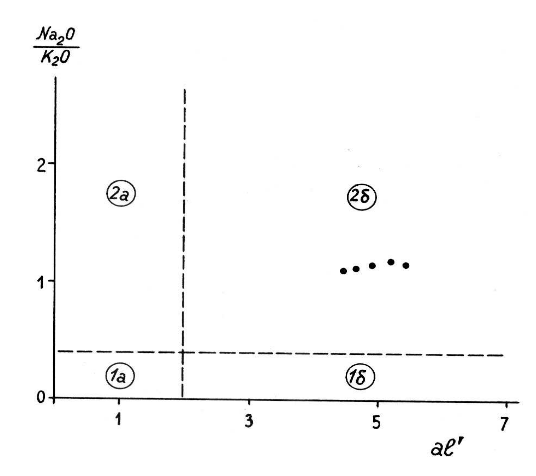


Рис. 4. *Положение кислых пород даек Ирокиндинского и Кедровского месторождений в координатах*

$$\frac{Na_2O}{K_2O}-al'\left(\frac{Al_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}\right).$$

Серия, коэффициент глиноземистости: 1, а – калиевая, высокоглиноземистые; 2, а – калиево-натриевая, высокоглиноземистые; 1, б – калиевая, весьма высокоглиноземистые; 2, б – калиево-натриевая, весьма высокоглиноземистые. Границы полей серий и коэффициента глиноземистости заимствованы из [15]

ные точки располагаются в поле семейства умеренно щелочных гранитов, но в непосредственной близости от границы и на границе, разделяющей граниты умеренно щелочные и с нормальной щелочностью. Несколько повышенная щелочность их в минеральном составе выражается в незначительном преобладании щелочного полевого шпата над известково-щелочным. Породы принадлежат к калиево-натриевой петрохимической серии и к весьма высокоглиноземистой совокупности с умеренным индексом петрохимической лейкократовости.

2. Минералого-петрохимические черты аподайковых околожильных метасоматических ореолов

Сопровождаемые золоторудными кварцевыми жилами и пересекаемые ими дайки подверглись гидротермальным изменениям на полную мощность. Околожильные метасоматические ореолы зональны и включают следующие минеральные зоны (подчеркнуты минералы, исчезающие в более тыловой зоне).

Внешняя зона: серицит + кварц + лейкоксен + рутил + магнетит + пирит + кальцит + альбит + хлорит + эпидот; исход биотит;

Эпидот-хлоритовая зона: серицит + кварц + лейкоксен + рутил + магнетит + пирит + кальцит + апатит + альбит + хлорит (эпидот);

Альбитовая зона: серицит + кварц + лейкоксен + рутил + магнетит + пирит + кальцит ± доломит + доломит-анкерит + апатит + альбит;

Тыловая зона: серицит + кварц + лейкоксен + рутил + магнетит + пирит + кальцит + доломит + доломит-анкерит + апатит;

Осевая зона: кварц + сульфиды + карбонаты + золото.

Внешняя зона в сопровождаемых жилами дайках сохранилась фрагментарно. Наибольший объем в ореолах занимает эпидот-хлоритовая зона. Альбитовая зона мощностью до многих десятков см сменяется тыловой в непосредственном обрамлении кварцевых жил. Как правило, тыловая зона, достигающая мощности первых десятков см, отсутствует в участках рудовмещающих структур, лишенных кварца или выполненных его незначительными прожилками.

Как видно из приведенной схемы, смена минеральных зон выражается в последовательном, в направлении к кварцевой жиле осевой зоны, полном замещении сначала биотита, затем хлорита, эпидота и далее альбита при том, что тыловая, как и осевая, зона остается полиминеральной. Не удается достоверно проследить последовательность замещения хлорита и эпидота: оба минерала или есть в породе, или их нет. В нескольких случаях обнаружены метасоматиты с эпидотом без хлорита в непосредственной близости (сантиметры) от породы с обоими минералами и лишенными их соответственно в эпидот-хлоритовой и альбитовой зонах. Отсюда можно предположить, что эпидотовая зона как более тыловая, чем эпидот-хлоритовая, маломощна и, возможно, знаменует постепенный переход между зонами. Подобный переход на границе альбитовой и тыловой зон выражается в сохранении в последней редких реликтов альбита среди метасоматитов тыловой зоны, то есть за границей массового его исчезновения на глубину до 1...2 см.

Сквозной новообразованный минерал ореолов – серицит-мусковит. Во внешней зоне серицитизацией при участии редких микровключений кальцита едва затронуты плагиоклазы фенокристов, полевые шпаты основной массы чисты. В более тыловых зонах степень серицитизации возрастает с охватом основной массы породы и достигает максимума (50...60 об. %) в тыловой зоне. В кварце осевой зоны серицит не зафиксирован. Биотит исходной породы псевдоморфно замещается хлоритом, – слабо во внешней, полностью – в эпидот-хлоритовой зонах. Мусковит, в свою очередь, замещает хлорит в виде незначительных каемок и внедряясь в его чешуйки вдоль поверхностей спайности. Степень мусковитизации хлорита нарастает по мере приближения к альбитовой зоне, а в последней мусковит образует по хлориту полные псевдоморфозы. В хлорите присутствует примесь лейкоксена, рутила, кальцита, магнетита (титаномагнетита?), эпидота, но при полном его замещении сохраняются первых четыре минерала, вследствие чего чешуйки конечного мусковита приобретают пойкилитовое строение.

Фенокристы плагиоклазов, помимо серицита и кальцита, содержат альбит в форме периферийных каемок во внешней зоне ореолов и реликтовых зерен – в альбитовой, где полевые шпаты исходной породы не сохраняются.

К кальциту периферийных и тыловых зон в последних добавляются доломит и доломит – анкерит, предпочитающие оформляться в виде микроромбоэдров размером до десятых долей мм, при том, что общее количество карбонатов в тыловой зоне заметно возрастает при неравномерном их распределении. Начиная с эпидот-хлоритовой зоны и до тыловой включительно увеличивается содержание микропризм апатита и иголок рутила. Последний добавляется к лейкоксену, псевдоморфно замещающему сфен, и лейкоксену-рутилу, образованным при разложении биотита. К кварцу исходной породы также добавляется новообразованный кварц, так что общее его количество в тыловых зонах возрастает до 30...40 об. %. Рассеянная в породах вкрапленность микрокристаллов пирита несколько сгущается в тыловых зонах.

Преобразования минерального состава микрогранит-порфира коррелируют с изменениями химического состава, наиболее существенными в тыловых зонах (табл. 2). Снижается общее количество

Таблица 2. *Коэффициенты распределения (привноса >1, выноса <1) петрогенных элементов в минеральных зонах околожильных метасоматических ореолов, образованных в дайковых умеренно щелочных биотитовых двуполевошпатовых микрогранит-порфирах*

Минеральные зоны (число проб)	Химические элементы														Δ
	Si	Al	K	Na	S сульфид.	$C_{кб}$	Ca	Mg	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Ti	Mn	P	H (H_2O^+)	O	
Эпидот-хлоритовая (4)	0,9	1,1	1,1	1,0	0,4	2,4	2,2	2,8	2,7	1,6	3,8	3,1	2,9	1,3	1,0	12,6
Альбитовая (6)	0,7	1,1	1,7	0,5	1,2	4,0	3,4	4,3	4,3	1,8	6,0	4,3	4,1	2,9	1,0	27,0
Тыловая (6)	0,7	1,2	2,6	0,1	20	4,9	4,5	4,9	3,1	5,5	6,2	4,6	3,3	1,5	1,0	36,8

Примечание. 1) Коэффициенты распределения элементов в метасоматитах относительно умеренно щелочного биотитового двуполевошпатового микрогранит-порфира (5 проб) получены с использованием результатов петрохимических пересчетов по объемно-атомному методу полных химических силикатных анализов проб. 2) Δ *– удельная масса перемещенного (привнесенного и вынесенного) вещества в процентах к массе вещества исходной породы в стандартном геометрическом объеме 10000* $Å^3$

кремния и натрия, причем последний из тыловой зоны удаляется почти полностью. Остальные петрогенные элементы, кроме кислорода, поступают в ореолы с гидротермальными растворами. Калий фиксируется в слюде, сера и частично железо – в пирите, окисленный углерод, кальций, магний, отчасти железо, марганец – в карбонатах, железо – также в магнетите (титаномагнетите), титан и фосфор – соответственно в рутиле и апатите.

Удельная масса перемещенного вещества, существенная в эпидот-хлоритовой зоне, достигает максимальных значений в тыловой зоне, демонстрируя здесь наиболее интенсивные петрохимические изменения.

3. Распределение рудогенных элементов в дайках и аподайковых метасоматитах

Распределение золота, серебра, ртути в породах не подчиняется нормальному закону, но не противоречит логнормальному, поэтому за основу приняты параметры логнормального распределения (табл. 3, 4, рис. 5).

Таблица 3. *Оценка параметров распределения рудогенных элементов в минеральных зонах околожильных метасоматических ореолов, образованных в дайковых умеренно щелочных биотитовых двуполевошпатовых микрогранит-порфирах*

Элементы	Параметры распределения	Минеральные зоны (число проб)			
		Внешняя (6)	Эпидот-хлоритовая (37)	Альбитовая (120)	Тыловая (64)
Au	$\bar{x}g(\bar{x})$	1,2 (1,4)	1,4 (1,9)	3,6 (17,4)	43,1 (269,5)
	$t(s)$	1,8 (1,0)	2,0 (1,8)	4,9 (53,8)	9,0 (736,4)
Ag	$\bar{x}g(\bar{x})$	24,4 (24,6)	н.д.	132,7 (168,4)	143,8 (164,3)
	$t(s)$	1,1 (3,0)	н.д.	1,8 (160,0)	1,7 (92,9)
	Au/Ag	0,05	н.д.	0,03	0,30
Hg	$\bar{x}g(\bar{x})$	н.д.	22,3 (29,0)	38,2 (54,0)	43,8 (62,4)
	$t(s)$	н.д.	2,0 (26,2)	2,4 (44,7)	2,2 (68,7)

Примечание. 1) $\bar{x}g(\bar{x})$ *– среднее соответственно геометрическое и арифметическое содержание, мг/т;* t *– стандартный множитель,* s *– стандартное отклонение содержаний, мг/т; н.д. – нет данных. 2) Расчеты выполнены Н.П. Ореховым*

Таблица 4. *Оценка значимости различий параметров логнормального распределения золота (а), серебра (б), ртути (в) (среднего арифметического и стандартного отклонения логарифмов содержаний) в минеральных зонах околожильных метасоматических ореолов, образованных в дайковых умеренно щелочных биотитовых двуполевошпатовых микрогранит-порфирах (для 5 % уровня значимости)*

t-критерий

а)

f-критерий	Минеральные зоны (число проб)	Внешняя (6)	Эпидот-хлоритовая (37)	Альбитовая (120)	Тыловая (64)
	Внешняя (6)		0,7001 2,02	**2,7527** 1,98	**4,0015** 2,00
	Эпидот-хлоритовая (37)	1,5658 6,20		**3,4493** 1,97	**9,1482** 1,98
	Альбитовая (120)	**7,8113** 6,06	**4,9888** 1,80		**7,9903** 1,97
	Тыловая (64)	**14,9963** 6,12	**9,5776** 1,90	**1,9798** 1,52	

б)

f-критерий	Минеральные зоны (число проб)	Внешняя (5)	Альбитовая (19)	Тыловая (14)
	Внешняя (5)		**6,1219** 2,07	**7,4727** 2,11
	Альбитовая (19)	**23,1360** 8,60		0,4015 2,04
	Тыловая (14)	**16,8252** 8,73	1,3751 2,98	

в)

f-критерий	Минеральные зоны (число проб)	Эпидот-хлоритовая (22)	Альбитовая (86)	Тыловая (45)
	Эпидот-хлоритовая (22)		**2,6770** 1,98	**3,3896** 2,00
	Альбитовая (86)	1,5385 2,15		0,9185 1,98
	Тыловая (45)	1,2858 2,23	1,1965 1,76	

Примечание. Числа над чертой – значения расчетные, под чертой – табличные на критическом уровне, жирным шрифтом – различия значимы

Слабо измененному во внешней зоне микрогранит-порфиру свойственны минимальные для околожильных метасоматических ореолов содержание и дисперсия распределения золота и серебра, – соответственно 1,2 и 24,4 мг/т при стандартном мно-

жителе, равном 1,8 и 1,1. В направлении к кварцевым жилам содержания обоих металлов от одной минеральной зоны к другой синхронно с усилением степени изменений исходной породы увеличиваются и достигают максимальных значений в тыловой зоне. В этом же направлении резко растет степень неравномерности распределения золота при сравнительно незначительном возрастании значения стандартного множителя для серебра. Значимость различий средних и дисперсии распределения золота и серебра наступает одновременно с альбитовой зоны и усиливается в тыловой зоне. Максимально в последней золото-серебряное отношение.

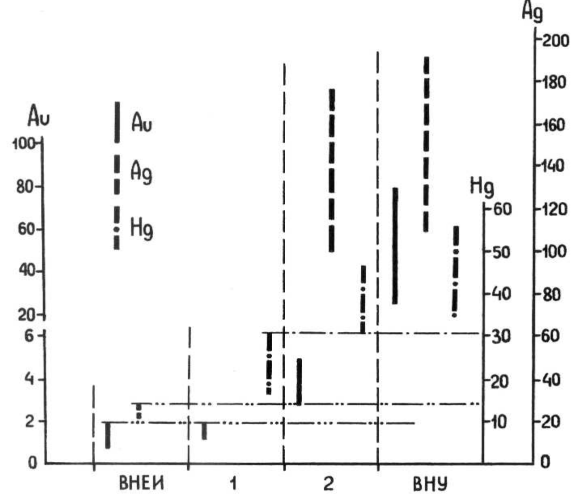


Рис. 5. *Доверительные интервалы колебаний среднего геометрического содержания золота, серебра, ртути (мг/т) в минеральных зонах околожильных метасоматических ореолов, образованных в дайковых умеренно щелочных биотитовых двуполевошпатовых микрогранит-порфирах (при 5 % уровне значимости)*

Метасоматиты тыловых зон несут значимо отличные от измененного в промежуточной эпидот-хлоритовой зоне микрогранит-порфира повышенные концентрации ртути.

4. Обсуждение результатов и выводы

Приведенные материалы целесообразно обсудить в трех аспектах.

Во-первых, существует потребность уточнить наряду с видовой принадлежностью дайковых пород фациальные условия их образования и место в схеме магматизма района локализации Ирокиндинского и Кедровского месторождений.

Согласно выполненной идентификации порода определена как умеренно щелочной биотитовый двуполевошпатовый базокварцевый микрогранит-порфир. От других известных в районе дайковых кислых пород, в частности, мелкозернистых, иногда порфировидных, пегматоидных гранитоидов Кедровского месторождения она отличается порфировой структурой и резкой дифференциацией по размеру кристаллов тонкозернистой, но без стекла, матрицы, с одной стороны, и фенокристов, с другой, при отсутствии среди последних кварца. Эти отличия, как представляется, обусловлены относительно быстрой для плутонических уровней кристаллизацией малых объемов поступивших в трещины расплавов с ранее и на бóльших глубинах выделившимися в них крупными кристаллами полевых шпатов в сравнительно холодном субстрате земной коры, либо уже остывшем после становления значительных массивов гранитоидов, либо не разогревшемся по причине отсутствия поблизости крупных магматических камер. Об образовании даек на указанных уровнях можно судить по пространственно-временной ассоциации их с мезотермальными рудами – продуктами плутоногенных гидротермальных процессов в сочетании с отсутствием в породах стекла и микролитов.

В Ирокиндинском месторождении дайки биотитового микрогранит-порфира представляют разновидность изверженных пород, образованных в возрастном интервале от позднего архея до позднего палеозоя, то есть, до начала рудообразования, при отсутствии более крупных, чем дайки, магматических тел. Пока о возрасте здесь этих даек можно судить по более определенному возрастному положению аутентичных им во всех отношениях даек соседнего Кедровского месторождения, которые пересекают ультраметаморфиты и магматиты позднепалеозойской (335±5 млн л) очагово-купольной постройки, сопровождающие последние дайки мелкозернистых порфировидных и пегматоидных гранитоидов, но гидротермально изменены около руд (282±5 млн л). В рамках этого возрастного интервала дайки перечисленных пород формировались, вероятно, посредством более длительной кристаллизации заполнявших трещины расплавов среди еще горячего субстрата остывающей очагово-купольной постройки сравнительно с дайками микрогранит-порфира, которые образовались позже в условиях уже холодной среды вследствие более быстрой отдачи тепла в окружающее пространство и, как следствие, более быстрой кристаллизации расплавов и образования тонкокристаллической основной массы этих пород.

С учетом дорудных (предрудных), многочисленных внутрирудных даек умеренно щелочного долерита Кедровского месторождения, аутентичного состава дорудных и позднерудных даек соответственно Западного и Ирокиндинского месторождений [16, 17] вырисовывается общая схема последовательности магматизма в районе в позднепалеозойскую эпоху. Магматический процесс на раннем этапе начинался с плавления субстрата земной коры в локальных объемах центральной части и на восточной периферии Кедровского месторождения в режиме ультраметаморфизма и оформления зрелой очагово-купольной постройки с сопровождающими мелкими дайками гранитоидов. В результате последующих инъекций остаточных кислых расплавов в Тулдуньскую и Килянскую зоны глубинных разломов и в оперяющие их структуры образованы кру-

пные дайки микрогранит-порфира с едва намечающейся повышенной щелочностью, которая на позднем этапе сопровождаемого рудообразованием основного магматизма приобрела более четкое выражение в дайках умеренно щелочного долерита.

Подобная схема формирования рудопродуцирующего гранит-долеритового флюидно-магматического комплекса в позднепалеозойскую эпоху повторяется в других золотых месторождениях Северо-Забайкальского (Муйского) района, а в позднепротерозойскую, ранне-, среднепалеозойские эпохи, – в ряде других золоторудных районов [18] и, следовательно, отражает общую закономерность.

Относительно локально проявленная в позднем палеозое тектоно-магматическая и флюидная активность, сопровождавшаяся формированием преимущественно малых интрузий, очагово-купольных структур и промышленных золотых месторождений, инициирована, вероятно, грандиозными тектоно-магматическими процессами, создавшими несколько южнее обсуждаемого района Ангаро-Витимский батолит, в составе которого гранитоиды баргузинского и витимканского комплексов имеют возраст 290±3...314±8 млн л [19–21], то есть близкий к магматитам и рудам позднепалеозойской эпохи в северном обрамлении батолита.

Во-вторых, в отличие от метасоматитов, образованных во внутрирудных долеритовых дайках, в горячем состоянии выполнявших функцию тепловых проводников металлоносных растворов [16, 18], дорудные дайки биотитового микрогранит-порфира, как и дорудные дайки других пород, в том числе долерита [17 и др.], подверглись околожильному метасоматизму, минералого-петрохимические черты которого, равно как и порядок минеральной зональности ореолов, аналогичны таковым во вмещающих руды разных по происхождению и составу породах обоих месторождений, – гнейсах, мигматитах, углеродистых терригенных сланцах и других [7, 10 и др.]. Вследствие малых объемов даек исходные породы в них, особенно в сопровождаемых золоторудными кварцевыми жилами, сохранились в виде редчайших линзовидных или пятнообразных реликтов. Это обеспечило выполнение балансовых расчетов. Внутридайковые околожильные метасоматические ореолы принадлежат березитовой метасоматической формации, физико-химические и термодинамические режимы образования которой согласуются с режимами образования руд и приводились ранее [17]. Подчеркнем высокий уровень накопления, прежде всего в тыловых зонах аподайковых ореолов, помимо других, фемических элементов (Mg, Ti, P, Fe), контрастные аномалии которых свойственны березитам в непосредственном обрамлении глубинных разломов и зафиксированы также в аподолеритовых метасоматитах даек – флюидопроводников [8]. В сочетании с другими фактами это послужило основанием для вывода об участии в рудообразовании мантийных продуктов [1, 8, 16, 18].

На примере триады металлов (Au, Ag, Hg) в сопоставлении с ранее опубликованными материалами можно видеть, что распределение их в аподайковых метасоматических ореолах повторяет картину распределения в околожильных метасоматических ореолах, образованных в разных рудовмещающих породах месторождений [7, 10, 17 и др.]. В едва затронутом изменениями исходном биотитовом микрогранит–порфире содержания элементов минимальны и, учитывая высокую степень сохранности породы, отвечают их кларковым значениям. Увеличение концентраций, дисперсии распределения металлов от одной минеральной зоны к другой в направлении к осевой зоне, то есть, обогащение металлами метасоматитов в непосредственном обрамлении рудных тел, в сочетании с приближением в тыловой зоне Au-Ag-отношения к значениям, сопоставимым с таковыми в рудных телах, подчеркивает прямую зависимость металлоносности ореолов от степени металлоносности рудных тел, на что внимание автором обращалось ранее, в том числе в цитированных работах.

Особенно важно подчеркнуть тот факт, что околожильные геохимические ореолы, судя теперь уже по многочисленным примерам [7, 10, 17 и др.], занимают меньшие околорудных метасоматических ореолов объемы, иначе – вписываются в последние и приурочены к их тыловым зонам. Это – закономерность, с которой не согласуется популярное представление о том, что «... первичные геохимические ореолы в полном объеме включают зоны околорудных минералого-геохимических изменений (березиты, пропилиты, аргиллизиты и пр.), продолжаясь от них на фланги, как зоны геохимического рассеяния» [22. С. 16]. Очевидно, это положение не универсально, и в него требуется внести поправку, а масштабы геохимических поисков кварцево-жильных золотых мезотермальных месторождений и рудных тел следует выбирать с учетом приведенной закономерности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кучеренко И.В. Концепция мезотермального рудообразования в золоторудных районах складчатых сооружений Южной Сибири // Известия Томского политехнического университета. – 2001. – Т. 304. – № 1. – С. 182–197.
2. Парада С.Г. Условия формирования и золотоносность черносланцевых комплексов Амуро-Охотской складчатой области // Автореф. дис. ... д.г.-м.н. – Ростов-на-Дону: Ростовский гос. ун-т, 2004. – 48 с.
3. Абрамов Б.Н., Чернышова Н.А. Золото и платиноиды в черносланцевых отложениях Северного Забайкалья // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология: Тез. докл. III Всеросс. симп., г. Улан-Удэ, 21–25 сентября 2004 г. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. – С. 3–5.
4. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах северо-востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – 196 с.

5. Стогний Г.А., Стогний В.В. Гранито-гнейсовые купола – рудоконтролирующие структуры Верхояно-Колымской орогенной области // Известия вузов. Геология и разведка. – 2004. – № 4. – С. 8–12.
6. Буряк В.А., Гончаров В.И., Горячев Н.А. и др. О соотношении кварцево-жильной золотой и вкрапленной золото-сульфидной минерализации с платиноидами в черносланцевых толщах // Доклады РАН. – 2005. – Т. 400. – № 1. – С. 56–59.
7. Кучеренко И.В., Орехов Н.П. Золото, серебро, ртуть в золотоносных апогнейсовых и апосланцевых околорудных метасоматических ореолах березитовой формации // Известия Томского политехнического университета. – 2000. – Т. 303. – № 1. – С. 161–169.
8. Кучеренко И.В. Теоретические и прикладные аспекты изучения титана, фосфора, магния в мезотермальных золотых месторождениях. Ч. 1 // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. – № 2. – С. 49–55.
9. Кучеренко И.В., Рубанов В.А. Тектоника золоторудных месторождений, локализованных в активизированных структурах допалеозойской складчатости // Вопросы структурной геологии / Под ред. А.И. Родыгина. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1987. – С. 16–27.
10. Кучеренко И.В. Околорудный метасоматизм как критерий генетической однородности мезотермальных золотых месторождений, образованных в черносланцевом и несланцевом субстрате // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 1. – С. 9–15.
11. Кучеренко И.В. Петро-рудногенетическая модель формирования мезотермальных золотых месторождений // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы: Матер. II Всеросс. петрогр. совещ., г. Сыктывкар, 27–30 июня 2000 г. – Т. 3. – Сыктывкар: УрО РАН, 2000. – С. 199–203.
12. Кучеренко И.В., Миков А.Д., Геря Т.В. и др. Тектонические факторы рудообразования и элементы минеральной зональности в одном из кварцево-жильных месторождений Восточной Сибири // Вопросы структурной геологии / Под ред. А.И. Родыгина. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1987. – С. 28–41.
13. Ляхов Ю.В., Попивняк И.В. О физико-химических условиях развития золотого оруденения Северной Бурятии // Известия АН СССР. Серия геол. – 1977. – № 6. – С. 5–18.
14. Кучеренко И.В. Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1989. – № 6. – С. 90–102.
15. Андреева Е.Д., Баскина В.А., Богатиков О.А. и др. Магматические горные породы. Ч. 2. – М.: Наука, 1985. – 767 с.
16. Кучеренко И.В. Пространственно-временные и петрохимические критерии связи образования золотого оруденения с глубинным магматизмом // Известия АН СССР. Серия геол. – 1990. – № 10. – С. 78–91.
17. Кучеренко И.В. Минералого-петрохимические и геохимические черты околорудного метасоматизма в Западном золоторудном месторождении (Северное Забайкалье) // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 5. – С. 32–40.
18. Кучеренко И.В. Петрологические и металлогенические следствия изучения малых интрузий в мезотермальных золоторудных полях // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. – № 1. – С. 49–57.
19. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г. Герцинский возраст и докембрийский коровый протолит баргузинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита: U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // Доклады РАН. – 1993. – Т. 331. – № 6. – С. 726–729.
20. Будников С.В., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Новые данные о возрасте баргузинского гранитоидного комплекса Ангаро-Витимского батолита // Доклады РАН. – 1995. – Т. 344. – № 3. – С. 377–380.
21. Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С. и др. Новые данные о возрасте гранитоидов витимканского комплекса (Ангаро-Витимский батолит) // Доклады РАН. – 1997. – Т. 353. – № 3. – С. 375–378.
22. Кременецкий А.А. Принципы и технология разномасштабных прогнозно-поисковых геохимических работ // Поисковая геохимия: теоретические основы, технологии, результаты. – Алматы: НИИ природных ресурсов ЮГГЕО, 2004. – С. 13–25.

УДК 550:361:553.982